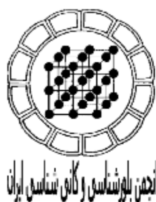
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۶۵۳ تا ۶۶۶



زمین‌شیمی مگنتیت رهیافتی برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن آهن علم‌کندی، غرب ماهنشان، استان زنجان

آمنه امیریان، کمال سیاه چشم*

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۲/۱۱، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۳/۴)

چکیده: اسکارن علم‌کندی در محل تماس استوک گرانودیوریتی با آهک و دولومیت‌های سازند سلطانیه و با جایگزینی سیلیکات آهکی بدون آب مرحله پیشرونده اسکارنی (گارنت، دیوپسید، ولاستونیت) با مجموعه کانی‌های سیلیکات‌های آبدار (سرپانتین، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت) بهمراه کوارتز و کلسیت پدید آمده است. این رویداد باعث ایجاد عدسی‌های مگنتیتی (±هماتیتی و پیریتی) با بافت توده‌ای، نواری، دانه پراکنده و رگه‌ای در لبه توده‌ی نفوذی و پهنه برخورد شده است. براساس یافته‌های این پژوهش؛ زمین‌شیمی عناصر کمیاب مگنتیت، در اثر مراحل پیشرونده و پسرونده اسکارن‌زایی و ترکیب سنگ دیواره، متغیر است ولی بخوبی با شاخص‌های تشکیل مگنتیت در محیط اسکارن (منیزیمی) همخوانی دارد. از جمله آن شاخص‌ها می‌توان به ۱) غلظت بالای Mg (۱ تا ۵/۱ درصدوزنی)، مقادیر پایین Cr (کمتر از ۱۰ ppm) و Ti (کمتر از ۰/۰۱ درصد) و مقدار ناچیز عناصر ناسازگار چون Ag (کمتر از ۱/۵ ppm)، Rb (کمتر از ۱ ppm)، Sb (کمتر از ۱ ppm) و Na (کمتر از ۰/۱ درصد) در مگنتیت و ۲) همبستگی مثبت معنی‌دار بین Ti و V و موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای Ti+V نسبت به Ca+Al+Mn و Ni/(Cr+Mn) اشاره کرد. مگنتیت‌های رگچه‌ای دما بالای مرحله پیشرونده، کبالت بیشتری نسبت به مگنتیت‌های جانشینی همزمان با ته‌نشینی سولفیدها (مرحله پسرونده) دارند و این نشان می‌دهد که در سامانه اسکارنی علم کندی، تغلیظ کبالت در مگنتیت در کنترل فراوانی نهشت کانی‌های سولفیدی است.

واژه‌های کلیدی: *اسکارن آهن؛ پیشرونده؛ پسرونده؛ زمین شیمی مگنتیت؛ علم کندی.*

مقدمه

مدتهاست که تشکیل ذخایر اسکارن به عنوان فرآیندی پویا شناخته شده است. متداول ترین توده‌های نفوذی همراه کانسارهای اسکارنی اغلب از نوع سنگ‌های متوسط تا اسیدی آبدار (چون کوارتز مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها) هستند، همچنانکه سنگ‌های مافیک و فرامافیک خشک (چون گابروها و نوریت‌ها) بندرت اسکارن‌زایی می‌کنند [۱]. توالی همبرزایی کانی‌های اسکارن همراه با تغییر منظم ترکیب یا رنگ کانی‌های بی‌مانند اسکارن چون پیروکسن، گارنت و آمفیبول، گویای دگرگونی‌های زمانی و مکانی سامانه‌های اسکارن است که شاید دربردارنده اطلاعات قابل توجهی پیرامون محیط تشکیل باشد [۲]. چنین تغییراتی ممکن است در مگنتیت به عنوان یک کانی متداول ذخایر اسکارنی طی مراحل مختلف تشکیل سامانه اسکارن نیز ثبت شود [۳]. پژوهش‌های پیشین نشان داده است که در مقایسه با انواع ذخایر دیگر چون ذخایر ماگمایی و سازندهای آهن نواری، مقدار منیزیم، آلومینیوم، کلسیم و منگنز مگنتیت ذخایر اسکارنی زیاد اما مقدار تیتانیوم آن کم است [۴، ۵]. از سویی دیگر، با شناسایی تغییرات غلظت عناصر جزئی مگنتیت تشکیل شده در مراحل مختلف یک نهشته منفرد اسکارن شاید بتوان برای بررسی روند تکامل سامانه‌های اسکارنی اظهار نظر کرد.

تماس سیال‌های برآمده از استوک کوارتز دیوریتی تا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۳۹۲۶۹۳ (۰۴۱)، نمابر: ۳۳۳۹۲۷۰۳ (۰۴۱)، پست الکترونیکی: kl_siahcheshm@tabrizu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

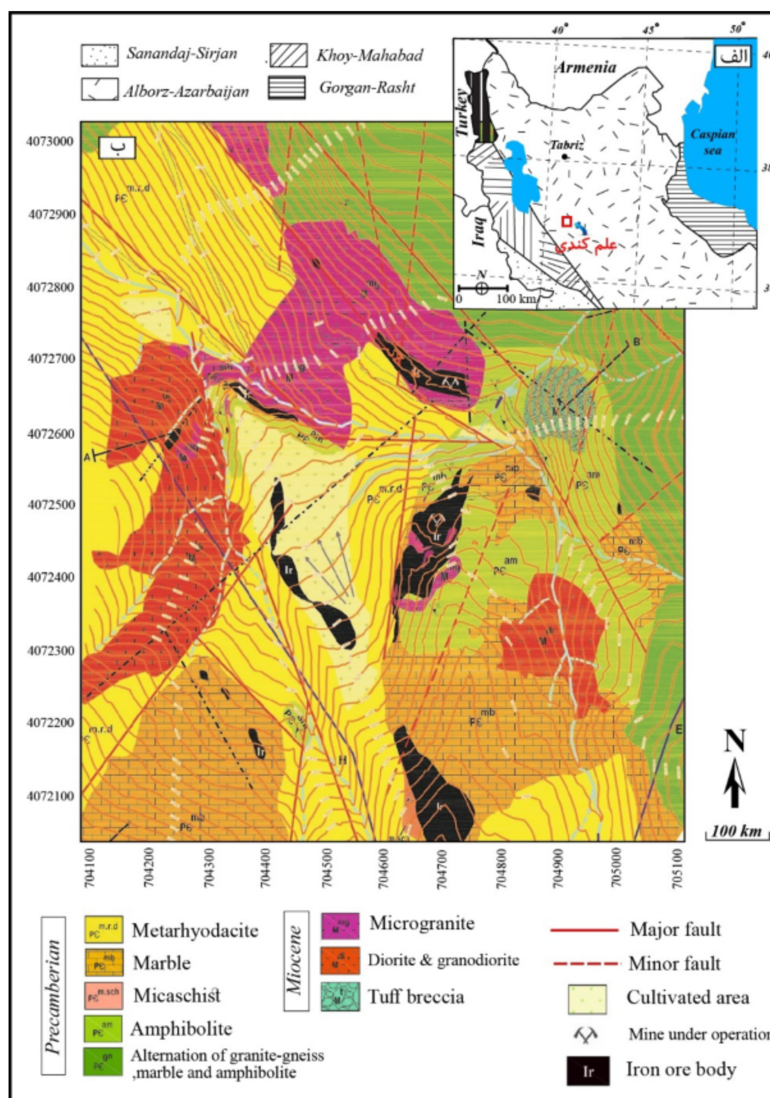
گرانودیوریتی مزوزوئیک در واحدهای کربناتی باعث دگرسانی، اسکارن‌زایی و کانی‌زایی آهن در منطقه علم‌کندی شده است. این رخداد معدنی در بخش شمالی پهنه سنندج – سیرجان دیده می‌شود. این پهنه از مهمترین ایالت‌های فلززایی در ایران بوده و میزبان انواع مهمی از کانی‌سازی‌های فلزی آهن، مس، سرب، روی، تنگستن و طلاست [۶]. از کانی‌سازی‌های عمده آهن در منطقه تکاب - تخت سلیمان می‌توان به کانسارهای آهن شهرک [۷، ۸]، ارجین [۹]، گوزل دره [۱۰])، اینچه رهبری [۱۱]، قوزلو [۱۲] و علم‌کندی، قینرجه [۱۳] اشاره کرد. احمدزاده [۱۴] سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های دگرگونی مجموعه علم‌کندی را بررسی کرده است. از جمله پی‌جویی‌های انجام شده در منطقه علم‌کندی، می‌توان به تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ و حفر ۵ گمانه روی بی‌هنجاری‌های زمین‌فیزیکی توسط شرکت سنگ آهن مهر [۱۵] اشاره کرد که در این پژوهش استفاده شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که مگنتیت میزبان عناصر جزیی چون Mn, Al, Ti, V, Si, Ca و Mg است. ترکیب مگنتیت و هماتیت با عوامل مختلفی کنترل می-شود از جمله (۱) ترکیب ماگما [۱۶، ۱۷] یا سیال‌های گرمابی که خود متاثر از برهم‌کنش‌های سنگ- سیال در طول مسیر جریان می‌باشد [۱۶، ۱۸، ۱۹]؛ (۲) شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم چون دما، فشار، سرعت سرد شدن، گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس که بر ضرایب جدایش عناصر اثر می‌گذارد [۲۰، ۲۱] و (۳) کانی‌های همزمان با تبلور هر یک از اکسیدها که طی آن برخی از عناصر ویژه ممکن است بین مگنتیت و هماتیت رقابت کنند [۱۶، ۱۸]. بررسی این عناصر کمک شایانی به درک فرایندهای کانه‌زا می‌کند [۴، ۲۲] همچنین این عناصر برای تفکیک نسل‌های مختلف کانه‌زایی مگنتیت در یک کانسار به کار رفته‌اند [۲۳]. در این پژوهش، براساس بازدیدهای صحرایی، سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و بررسی‌های زمین‌شیمی عناصر اصلی و جزئی مگنتیت‌های رگچه‌ای و جانشینی همزمان با کانی‌سازی سولفیدی، اطلاعات جامعی از روند کانه‌زایی، شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل و نوع ذخیره به دست آمده است.

روش بررسی

برای بررسی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه، طی بازدیدهای صحرایی تعداد ۶۰ نمونه از رخنمون‌های مختلف سنگ میزبان از موقعیت‌های مختلف کانسار و از گمانه‌های حفاری شده برداشت شد. برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، تعداد ۱۳ مقطع نازک و ۴ مقطع صیقلی در کارگاه مقطع زنی دانشگاه تبریز و ۹ مقطع نازک - صیقلی در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس تهیه شد. برای بررسی زمین-شیمی عناصر کمیاب مگنتیت، تعداد ۲ نمونه از رگچه‌های مگنتیتی و ۳ نمونه از مگنتیت توده‌ای (جانشین سیلیکات آهکی اسکارنی) و همه از مغزه‌ها انتخاب گردیدند. نمونه‌ها نخست تا اندازه لازم (مش ۶۰) خرد شدند. سپس مگنتیت به روش مغناطیسی جداساز فرانتز و مایعات سنگین در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور جداسازی شدند تا نمونه‌های خالص مگنتیت برای تجزیه به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) آماده شوند. در مرحله شستشو و لاوک‌شویی، کانی‌های سبک و روشن از حجم نمونه‌ها خارج شده و در مرحله بعدی، نمونه‌های تغلیظ شده برای جدایش با مایع سنگین (برموفرم) به آزمایشگاه ارسال گردیدند. در مرحله جدایش مغناطیسی، سه فاز کانی‌های بخش غیر مغناطیسی (NM)، کانی‌های بخش پارامغناطیسی (PM) و کانی‌های بخش فرومغناطیسی (FER) از هم تفکیک شدند. بیش از ۹۰٪ کانی مگنتیت که در فاز FER انباشته شده سرانجام با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی جدا شد. تجزیه به روش (ICP-MS) بر نمونه‌های خالص مگنتیتی برای اندازه گیری عناصر اصلی و جزئی (کمیاب) در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری موادمعدنی ایران (ایمیدرو) انجام شد.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار آهن علم‌کندی در ″۳۶°۴۷'۴۶،۳۰ عرض شمالی و ″۴۷°۱۷'۶۸،۳۷ طول شرقی و در ۷۶ کیلومتری غرب شهرستان ماهنشان استان زنجان جای دارد. این منطقه بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه تخت سلیمان محسوب می‌شود و از نظر ساختاری در محل برخورد پهنه‌های ساختاری سنندج - سیرجان، البرز - آذربایجان و ایران مرکزی [۲۴] قرار دارد (شکل ۱ الف). منطقه علم‌کندی بخشی از گستره آتشفشانی - دگرگونی شمال تکاب را تشکیل می‌دهد. ساختار غالب منطقه مورد بررسی را سنگ‌های دگرگونی از جنس شیست، مرمر، گنیس و آمفیبولیت تشکیل داده که بلندترین ارتفاع‌های منطقه را شکل می‌دهند (شکل ۱ ب). این سنگ‌ها مستقیم با رسوب‌های الیگومیوسن بطور دگرشیب پوشیده شده‌اند، همچنین دولومیت‌ها و آهک‌های سازند سلطانیه مهمترین واحدهای رسوبی منطقه هستند.



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۱۹]. (ب) نقشه زمین شناسی ذخیره علم‌کندی (مقیاس ۱:۵۰۰۰).

در منطقه مورد بررسی، سنگ‌های متنوعی از نوع رسوبی، آذرین و دگرگونی برونزد دارند که سن آنها از پری‌کامبرین تا کواترنری متغیر است. از نظر چینه‌شناسی، می‌توان گفت که سنگ‌های دو دوره زمانی پری‌کامبرین پسین - کامبرین پیشین و الیگومیوسن هم از نظر تنوع جنس و هم گسترش بر سنگ‌های مقاطع زمانی دیگر برتری دارند. در بخش شرقی و شمالی منطقه درون مجموعه دگرگونی قبله‌داغی، توده‌های گرانودیوریتی تا تونالیتی بزرگی به سن کرتاسه آغازی دیده می‌شوند که بافت دانه متوسط دارند و در کناره‌ها جهت‌دار هستند و حالت گنیسی دارند. برونبوم‌هایی از سنگ‌های دگرگونی آمفیبولیت و گنیس در آنها دیده می‌شود که حالت میگماتیتی نشان می‌دهند. توده گرانودیوریتی ارتباط تنگاتنگی با سنگ‌های دگرگونی گنیس و آمفیبولیت دارد که به احتمال بسیار نشانگر حد پایانی دگرگونی (ذوب بخشی) در مجموعه دگرگونی قبله داغی، در پیوند با فاز کوهزایی (کیمرین پسین) است [۲۵]. این توده‌ها در تماس با آهک و دولومیت‌های کامبرین منطقه بیشتر به صورت زائده دیده می‌شوند. بیش از ۵۰ درصد حجم سنگ را درشت بلورهای اولیه تشکیل داده‌اند که شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و مقادیر کمتری پیروکسن و فلدسپار پتاسیم هستند و گاهی به صورت خوشه‌ای بافت گلومروفیری را به وجود آورده‌اند. نفوذ استوک‌های کوارتز دیوریتی تا گرانودیوریتی مزوزوئیک در واحدهای کربناتی علم

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

کندی باعث دگرسانی، اسکارن‌زایی و کانی‌زایی آهن در منطقه شده و آثار خود را به شکل بازتبلور دولومیت، تشکیل مرمر، دگرسانی دگرنهادی و تشکیل سیلیکات آهکی بر جای گذاشته است. دگرسانی‌های موجود در توده‌های نفوذی بیشتر به صورت سریسیتی، کلریتی و اپیدوتی نمایان است. فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلازها مهم‌ترین کانی‌هایی هستند که در معرض دگرسانی سریسیتی قرار گرفته‌اند. دگرسانی کلریتی در این منطقه به دلیل گسترش درزه‌ها و شکستگی‌ها، بر سنگ‌های نفوذی و اسکارنی منطقه اثر گذاشته است. وجود بخشی از این دگرسانی مربوط به حضور گسترده کانی‌های مافیک چون آمفیبول است.

بحث و بررسی

سنگ نگاری، کانی‌شناسی و دگرسانی ذخیره

از برخورد سیال‌های دما بالای برآمده از سنگ‌های سیلیکاتی با سنگ‌های کربناتی، اسکارن تشکیل می‌شود. در نتیجه این تماس، مقادیر بسیاری سیلیسیم، آلومینیوم، منیزیم و آهن از ماگما به سنگ‌های کناری نفوذ می‌کند. بافت دانه شکفتی (دانه‌ای) تا شکفته بلوری، ویژگی اسکارن‌هاست و اغلب دارای یکی از کانی‌های هدنبرژیت ($CaFeSi_2O_6$)، گروسولر ($Ca_3Al_2(SiO_4)_3$)، دیوپسید ($FeCaSi_2O_6$) یا ولاستونیت ($CaSiO_3$) به عنوان یک جزء سازنده بنیادی هستند [۲۶]. در منطقه علم کندی، کانی‌زایی مگنتیت بطور محدود در اندواسکارن ولی بیشتر در اگزواسکارن و درون آهک‌های دولومیتی دیده می‌شود (شکل ۲). مجموعه کانیایی اسکارن علم‌کندی افزون بر مگنتیت و پیریت، کلینوپیروکسن، آمفیبول (سری ترمولیت - اکتینولیت)، سرپانتین و کانی‌های فرعی اپیدوت، کلریت، ولاستونیت و طلق را شامل است. وجود کانی‌هایی چون طلق و سرپانیتن که ویژه اسکارن‌های منیزیمی هستند [۲۷] نشان می‌دهد که اسکارن علم کندی نیز در گروه اسکارن‌های منیزیمی قرار دارد [۲۸] .

اندواسکارن

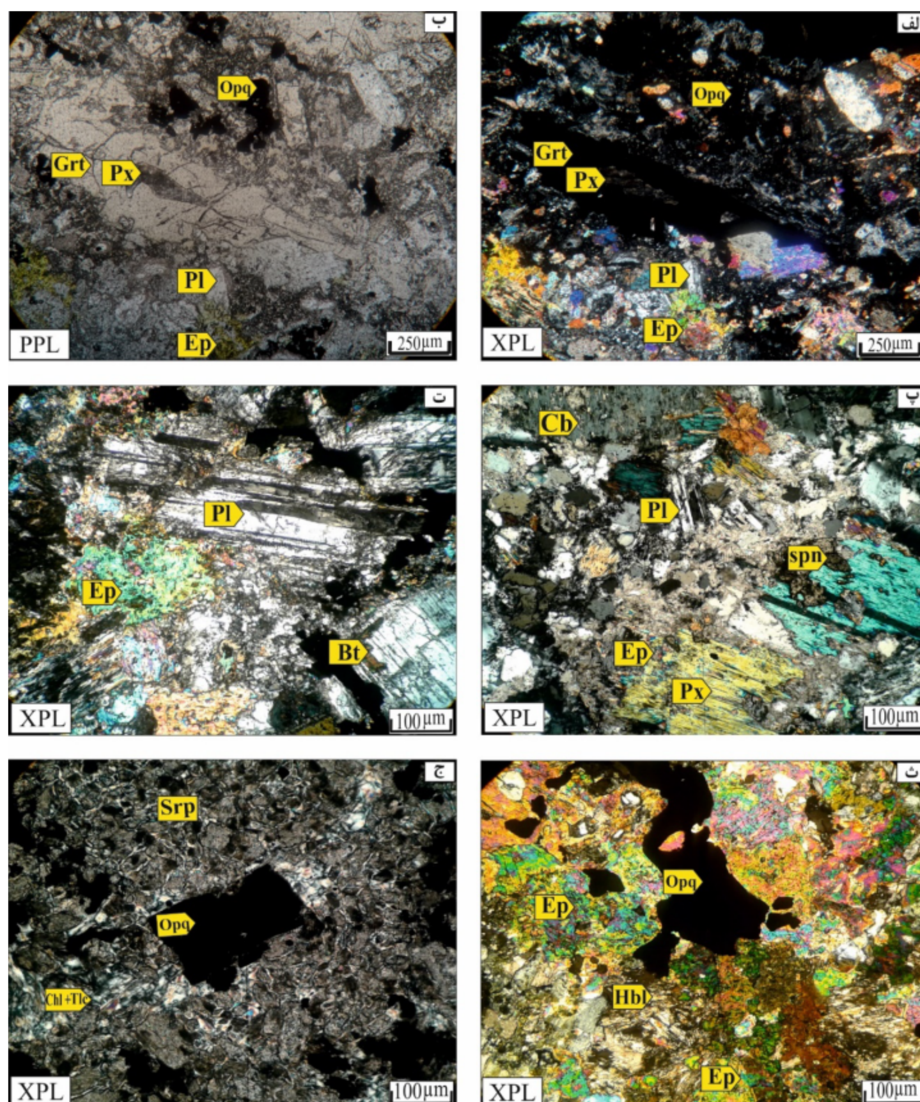
این پهنه گارنت‌دار (به ضخامت کمتر از ۱ متر) درست کنار توده نفوذی واقع است. کانی‌های اصلی به طور عمده شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول (هورنبلند، ترمولیت – اکتینولیت)، اپیدوت، سرپانتین، گارنت بهمراه کانی‌های فرعی کلریت، کلسیت، دولومیت، اسفن (تیتانیت) بیوتیت و کانی‌های تیره (سولفیدی و اکسیدی) با بافت نیمه پوست ماری و گاهی پورفیری هستند. آثار دگرسانی دگرنهادی پیشرونده و نیز پسرونده در بخش‌هایی از پهنه اندواسکارن دیده می‌شود؛ به این صورت که بر اثر دگرسانی پیشرونده، مجموعه کانی‌های آمفیبول، پیروکسن، گارنت، سرپانتین و کانی‌های کدر تشکیل شده و سپس در اثر دگرسانی پسرونده به مجموعه بیوتیت، ترمولیت – اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. پهنه اندواسکارن از نوع دگرنهاده کلسیمی و منیزیمی است که مجموعه کانی‌های بیان شده را شامل می‌شود. در اسکارن کلسیمی که بر اسکارن منیزیمی همپوشی دارد، کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، ترمولیت - اکتینولیت و اپیدوت جایگزین کانی‌های اولیه سنگ شده‌اند و ویژگی‌های ماکروسکوپی بینابینی سنگ نفوذی و آتشفشانی را نشان می‌دهد. گارنت به دو شکل توده‌ای و رگه‌ای در سنگ‌های این پهنه تشخیص داده شده که به دو صورت همسانگرد و گاهی ناهمسانگرد دیده می‌شود (شکل‌های ۳ الف، ب). بلورهای درشت کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه همراه با اپیدوت با چندرنگی سبز کم‌رنگ تا صورتی و منطقه‌بندی ترکیبی نیز متداول هستند. اپیدوتی‌شدن پلاژیوکلازهای دگرسانی غالب بوده و گاهی اپیدوت درون قالب بلورهای پلاژیوکلاز جایگزین شده است (شکل‌های ۳ پ تا ث). اپیدوت دارای کانی‌های سرپانتین، تالک و کلریت با دوشکستی آبی نیز دیده می‌شود (شکل ۳ ج).

اگزواسکارن

پهنه اندواسکارن به شکل محدود ولی پهنه اگزواسکارن دارای گسترش بسیاری است. بطور کلی، این پهنه در طول برخورد کوارتز- دیوریتی با سنگ‌های کربناتی واقع بوده و گاهی هم روند با لایه‌بندی سنگ‌های کربناتی و بصورت دیرزاد مرزهای سست لایه‌بندی را پر کرده است. در پهنه اسکارنی علم کندی، کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب از جمله گارنت و کلینوپیروکسن در مرحله پیشرونده دگرنهادی و سیلیکات‌های کلسیم آب‌دار از جمله اپیدوت، فلوگوپیت، هورنبلند و ترمولیت-اکتینولیت، در مرحله پسرونده تشکیل شده‌اند. طی دگرنهادی پسرونده تأخیری، کانی‌های مرحله پیش به فراورده‌هایی چون کلریت، سرپانتین، سریسیت، کائولینیت، لیمونیت و گوتیت تبدیل شده‌اند.



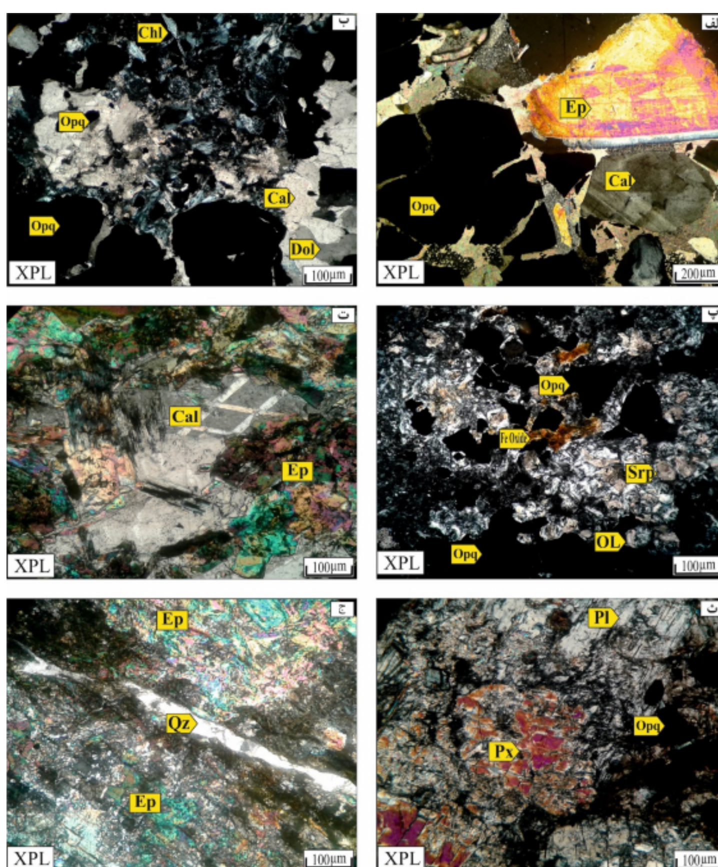
شکل ۲ کانه‌زایی رگچه‌ای گسترده اکسیدی، سولفیدی و کربناتی در (الف) پهنه اگزو اسکارن؛ (ب) پهنه اندو اسکارن.



شکل ۳ (الف) و (ب) رگه گارنت (Grt) های همسانگرد در اندواسکارن همراه با پلاژیوکلاز و پیروکسن، تجزیه شده به اپیدوت و کانی کدر. (پ) و (ت) نمونه‌ای از اندواسکارن با آثار تبدیل درشت بلورهای پلاژیوکلاز به اپیدوت. (ث) دگرسانی اپیدوتی شدن که اندواسکارن را پوشانده است. کانی اپیدوت با دوشکستی روشن و به رنگ سبز پسته‌ای گاهی قالب پلاژیوکلازها را جانشین کرده است. (ج) کانی‌های سرپانتین، طلق و کلریت با دوشکستی آبی به همراه ترمولیت – اکتینولیت و کانی‌های کدر در اندواسکارن منیزیمی. (Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Grt: گارنت، Cb: کانی‌های کربناته، Spn: اسفن یا تیتانیت، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Srp: سرپانتین، Tlc: تالک، Chl: کلریت، Opq: کانی‌های کدر [۲۳]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

گارنت اسکارن به صورت کژنه‌هایی درون اپیدوت اسکارن سبز تشکیل شده است. در این پهنه اسکارنی، کلینوپیروکسن بهمراه گارنت‌های همسانگرد و اپیدوت فراوان در زمینه‌ای از دانه‌های کوارتز بی شکل با اندازه تا ۳ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل‌های ۳ الف و پ). اپیدوت بصورت بلورهای تخته‌ای شکل‌دار با بافت موزائیکی و دانه شکفتی و منطقه‌بندی هم مرکز ظاهر شده (شکل ۴ الف) و به شکل رگچه‌ای و پر کننده فضاهای خالی در بین بلورهای گارنت و همچنین بصورت جانشینی بجای پلاژیوکلاز (شکل‌های ۴ ت و ج) دیده می‌شود. اپیدوت‌های درشت بلور بیشتر از نوع پیستاسیتی و ریز بلورها از نوع زوئیزیت و کلینوزوئیزیتی بوده که در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) سبز رنگ هستند. کلریت و سرپانتین از جمله کانی‌های فراوان پهنه اسکارن کلریت - سرپانتینی محسوب می‌شوند. دولومیت در اثر گرما به اولیوین و سپس سرپانتین تبدیل می‌شود. سرپانتین با بافت پوست ماری و کرمی رنگ دیده می‌شود که در بخش‌هایی بصورت شکل دروغین الیوین درآمده است (شکل ۴پ)، وجود سرپانتین و کلریت نشان‌دهنده اسکارن منیزیمی است. کانی کلریت با دوشکستی آبی لجنی تا خاکستری و به حالت شعاعی یا سوزنی در مقاطع میکروسکوپی این پهنه دیده می‌شود (شکل ۴ ب). کانی‌های مگنتیت به دو به صورت ۱) توده‌ای و پراکنده برآمده از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین و یا دگرسانی سیلیکات‌های آهکی اسکارنی در مرحله پسرونده و اغلب در وسط کانی‌های سرپانتین (شکل ۴ پ) و ۲) رگچه ای ناشی از ته‌نشست مستقیم از سیال دگرنهاده و در بین رگه- رگچه‌های کلسیت گرمابی دما پایین (شکل ۴ ب) تشکیل شده‌اند. رخداد بلورهای بزرگ مگنتیت شکل‌دار در رگه‌های دولومیتی نیز پدیده‌ای معمول است.



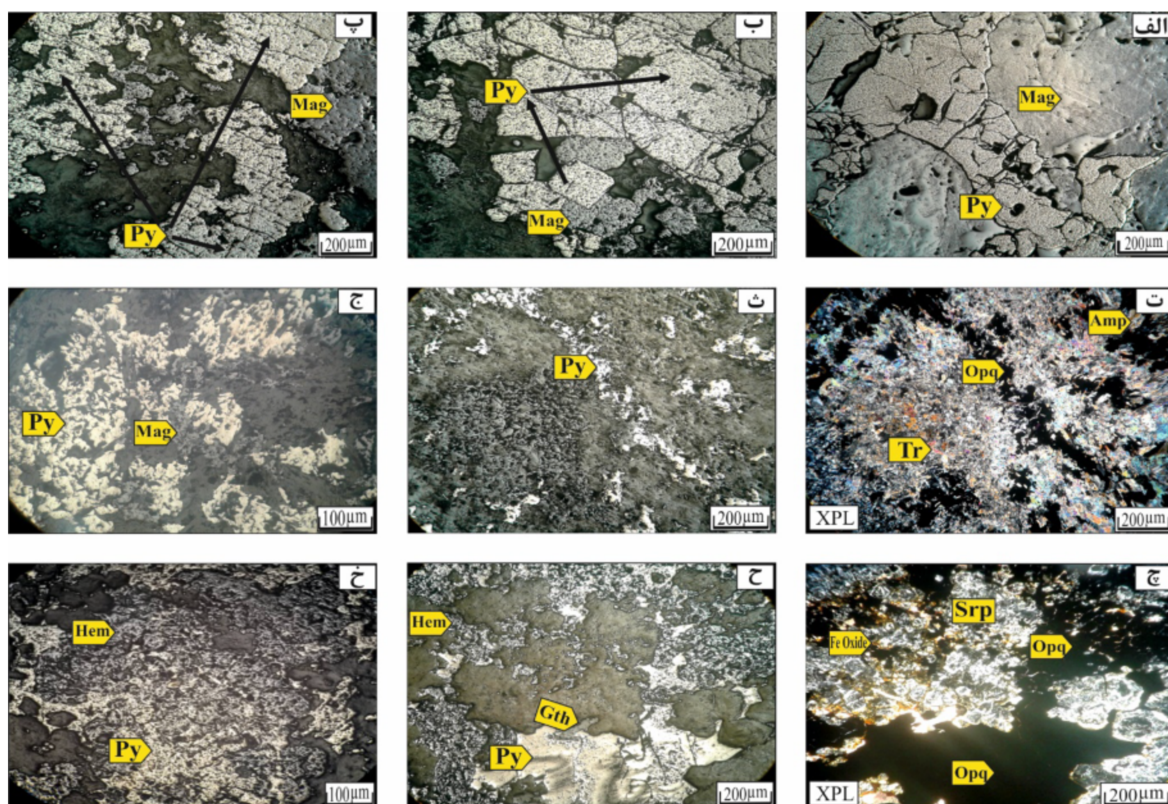
شکل ۴ (الف) اپیدوت درشت بلور از نوع پیستاسیت با منطقه‌بندی ترکیبی درون اگزواسکارن؛ (ب) کلسیت بازتبلور یافته به همراه کلریت با دوشکستی آبی خاکستری (دارای آهن پایین) (پ) جایگزینی سرپانتین بجای الیوین و سرپانتین با بافت پوست ماری در اگزواسکارن منیزیمی، ت- دگرسانی گسترده گارنت و کلینوپیروکسن به اپیدوت و کلسیت در اسکارن پسرونده کلسیمی. ث) بقایای پیروکسن تجزیه شده به کلریت و کانیهای کدر. ج) دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت در اگزواسکارن که با رگه سیلیسی قطع شده است. (Ep: اپیدوت، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Dol: دولومیت، Ol: اولیوین، Opq: کانی‌های کدر، Srp: سرپانتین، Px: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز) [۲۳]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

کانه‌زایی

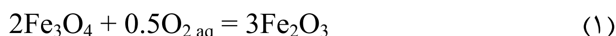
مهم‌ترین کانی‌سازی در این منطقه، کانی‌سازی آهن از نوع مگنتیت است که در همه رخنمون‌های اسکارنی حضور گسترده دارد و فراوان‌ترین کانه کانسار محسوب می‌شود. شکل ماده معدنی بصورت رگه – رگچه‌ای (شکل ۲)، توده‌ای و عدسی است. بافت‌های رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و همچنین جانشینی، توده‌ای و دانه پراکنده در مقاطع صیقلی دیده می‌شود که به احتمال بسیار به ترتیب نشان دهنده ته نشست مستقیم از سیال و دگرسانی سیلیکات‌های آهکی طی مراحل پسرونده تشکیل اسکارن هستند. عملکرد فشارش و تنش در منطقه باعث خردشدگی و عدسی شدن کان تن‌های آهن در واحدهای کربناتی شده و همین عامل منجر به گسترش هیدروکسیدهای آهن شده است. افزون بر مگنتیت، کانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده کانسار علم‌کندی شامل هماتیت و پیریت هستند. این کانه در بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده بافت توده‌ای دارد که با رگه‌های سولفیدی و کربناتی مربوط به مرحله پسرونده تشکیل اسکارن قطع شده‌اند (شکل‌های ۵ الف، ت و ث). بافت پرکننده رگچه‌ها در بعضی از مقاطع نشانگر نهشت مگنتیت در فضاهای خالی سنگ باطله (اسکارن پیشرونده) است.

پیریت کانی سولفیدی اصلی در کانسار است که به صورت بلورهای ریز تا درشت، نیمه شکلدار تا شکل دار به همراه با مگنتیت و یا به شکل رگه-رگچه دیده می‌شود (شکل ۵ ج). این کانی به احتمال همراه با مجموعه کانی‌های اسکارن پسرونده و کلریت، اپیدوت و کربنات‌های ثانویه تشکیل شده است. پیریت در اثر دگرسانی به هماتیت و گوتیت تبدیل گردیده است.

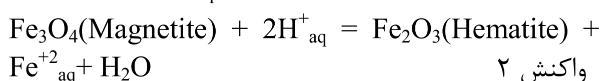


شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک- صیقلی از رخداد کانه‌زایی در کانسار علم کندی: (الف) پرشدگی رگچه پیریتی در میان مگنتیت با بافت توده‌ای. (ب) و (پ) همرشدی بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پیریت با مگنتیت. (ت) و (ث) رگچه پیریتی در بین فراورده‌های دگرسانی پسرونده اگزواسکارن منیزیمی (به ترتیب در نورهای قطبیده متقاطع، XPL و قطبیده صفحه‌ای، PPL). (ج) پیریت برآمده از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین که پس از مگنتیت تشکیل شده است. (چ و ح) فراورده‌های دگرسانی پسرونده شامل سرپانتین پیریت، گوتیت و هماتیت یا مارتیت (به ترتیب در XPL و PPL). (خ) مارتیتی شدن مگنتیت بعنوان آخرین فراورده دگرسانی بهمراه پیریت. (Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Tr: ترمولیت، Gth: گوتیت) [۲۳]).

بلورهای مگنتیت در بخش‌هایی دچار فرآیند دگرسانی برونزاد شده و در راستای سطوح بلوری در حال دگرسانی و تبدیل به کانی هماتیت هستند (پدیده مارتیتی شدن؛ شکل‌های ۵- چ تا خ). این تبدیل‌شدگی که بیشتر در لبه‌های دانه‌ها و در راستای سطوح رخ معمول بوده به طور نظری ناشی از مارتیتی شدن در شرایط احیا (واکنش ۱) یا غیر وابسته به شرایط اسیدی (واکنش ۲) است [۲۹، ۳۰]:



$$2Fe_3O_4 + 0.5O_{2\,aq} = 3Fe_2O_3 \quad (۱)$$



$$Fe_3O_4(Magnetite) + 2H^{+}_{aq} = Fe_2O_3(Hematite) + Fe^{+2}_{aq} + H_2O \quad \text{واکنش ۲}$$

مگنتیت در ذخایر معدنی افزون بر شرایط هوازدگی برونزاد، در مناطق کانی‌سازی شده در اثر سیال‌های دگرسان کننده اکسایشی و اسیدی نیز دستخوش مارتیتی شده می‌گردد.

زمین‌شیمی مگنتیت

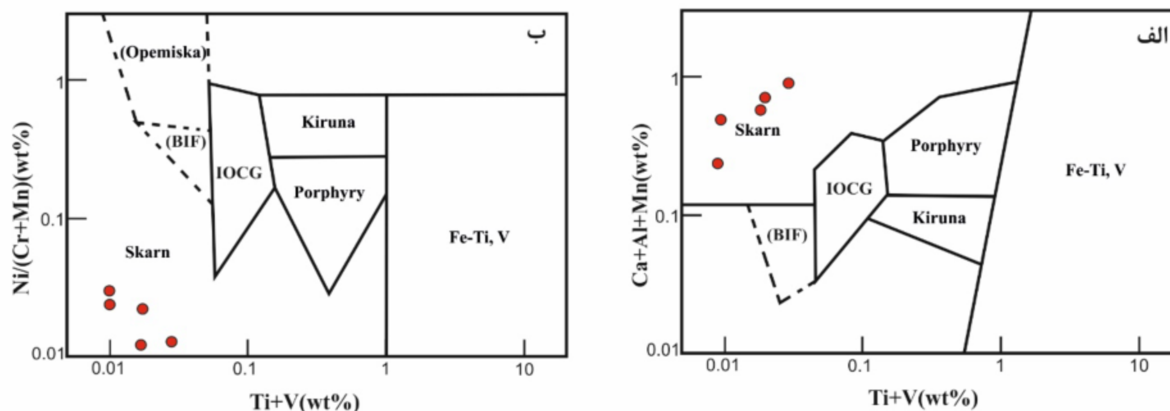
مگنتیت به روش‌های مختلف شامل تبلور در دمای بالا از مذاب سیلیکاتی، ته‌نشست از سیال‌های گرمابی و نهشت در محیط‌های رسوبی به شکل سازندهای آهن نواری تشکیل می‌شود [۳۰]. دما، غلظت عناصر در سیال گرمابی اولیه و واکنش سیال-سنگ از جمله عوامل موثر بر زمین‌شیمی مگنتیت در محیط‌های گرمابی و هستند. از این رو، تغییرات اصولی در عناصر فرعی و کمیاب مگنتیت می‌تواند برای تعیین خاستگاه کانسارهای یاد شده استفاده شود [۴].

در این پژوهش برای بررسی توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب مگنتیت، تعداد ۲ نمونه از رگچه‌های مگنتیتی و ۳ نمونه از مگنتیت توده‌ای (جانشین سیلیکات‌های آهکی اسکارنی) تشکیل شده در مراحل پیشرونده و پسرونده اسکارنی انتخاب و به روش ICP-MS تجزیه شدند (جدول ۱). براساس نمودارهای تفکیک‌کننده Ti+V نسبت به Ca+Al+Mn و Ti+V نسبت به Ni/(Cr+Mn) [۴]، همه نمونه‌های مگنتیت کانسار آهن علم‌کندی در حوزه اسکارن قرار دارند (شکل ۶).

جدول ۱ میزان حداکثر، کمینه و میانگین محاسبه شده غلظت عناصر کمیاب نمونه‌های برگزیده مگنتیت (بر حسب ppm).

عناصر		Mg	Al	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn	Ga	Sn
n=۵	LOQ (ppm)	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰	۱۰	۱	۲۰	۱	۱	۵	۱	۱
	بیشینه	۵۱۴۰۰	۵۲۰۰	۲۰۰	۹۵٫۴۷	۱۰٫۳۶	۸۶۲٫۶۵	۱۲۳٫۵۷	۵۵٫۰۴	۲۰۶٫۳۲	۱٫۳۳	۷٫۱۳
	کمینه	۱۰۸۰۰	۱۸۰۰	۵۰	۸٫۵۵	۳٫۹۵	۷۳٫۹۳	۹٫۴۳	۲۰٫۴۶	۱۴٫۴۳	۱٫۱۷	۰٫۵
	متوسط	۲۴۰۰۰	۳۱۲۰	۱۱۰	۶۲٫۳۸۴	۵٫۹۴۲	۳۷۷٫۲۴۸	۴۰٫۲۸۲	۴۲٫۴۱۶	۶۷٫۹۸۲	۱٫۲۶	۴٫۷۹۴

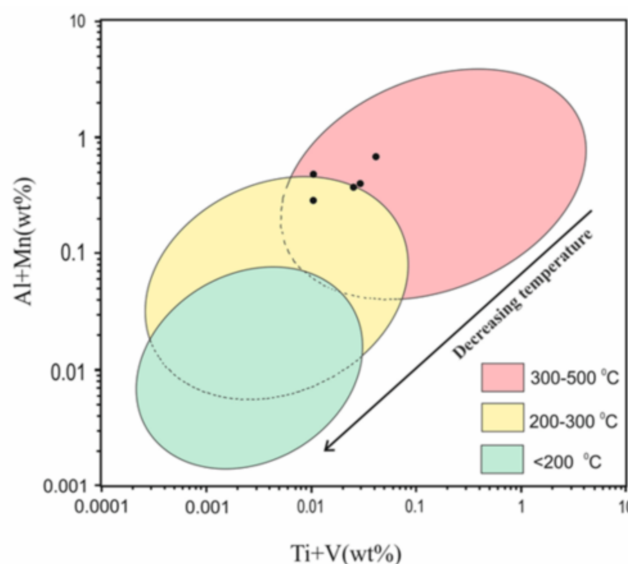
N: تعداد نمونه‌های انتخاب شده و LOQ = حد سنجش.



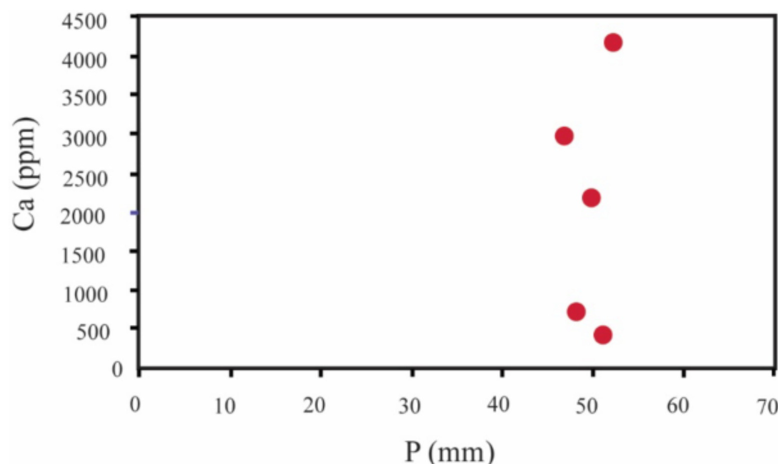
شکل ۶ داده‌های ترکیبی نمونه‌های مگنتیت علم‌کندی بر الف) نمودار دو تایی Ti+V نسبت به Ca+Al+Mn و ب) نمودار دو تایی Ti+V نسبت به (Ni/(Cr+Mn). برای تفکیک نوع کانسارهای آهن [۴]. موقعیت نقاط (دایره‌های قرمز) نشانگر زایش اسکارنی ذخیره علم کندی است (BIF : سازند آهن نواری؛ Opemika: ذخایر مس رگه‌ای آرکئن؛ Skarn: ذخایر اسکارنی Fe-Cu؛ IOCG ذخایر اکسید آهن-مس-طلا؛ Porphyry: ذخایر مس پورفیری؛ Kiruna: ذخایر کیرونا آپاتیت-مگنتیت.؛ Fe–Ti, V: ذخایر اکسید Fe–Ti ماگمایی).

جایابی داده های ترکیبی نمونه های مگنتیت در نمودار Ti+V نسبت به Al+Mn [۳۰] (شکل ۷) به دو موضوع مهم اشاره دارد: الف) مگنتیت‌ها خود به دو نسل با دماهای تشکیل متفاوت قابل تفکیک هستند، ب) بیشتر نمونه‌ها دمای تشکیل به نسبت بالایی دارند که نشان می‌دهد که کانه‌زایی فراوان مگنتیت بیشتر در مرحلهٔ دگرنهادی پیشرونده صورت گرفته است. از نمودارهای دوتایی عناصر اصلی چون Ca نسبت به P و سایر عناصر اصلی نسبت به Si برای روشن شدن همبستگی عناصر و تغییر ترکیبی مگنتیت استفاده می‌شود [۳]. چنان که در شکل ۸ دیده می‌شود، هیچ همبستگی معنی داری بین کلسیم و فسفر وجود ندارد. نبود چنین همبستگی با نبود میانبارهای آپاتیت در مگنتیت های اسکارنی و با نتایج بررسی مقاطع صیقلی همخوانی دارد.

در جدول ۲ بیشینه، کمینه و میانگین محاسبه شده برای غلظت عناصر کمیاب منیزیم، آلومینیوم، تیتانیوم، وانادیوم، کروم، منگنز، کبالت، نیکل، روی، گالیوم و قلع نمونه‌های مگنتیتی منطقه مورد بررسی ارائه شده است. منیزیم از عناصر حساس در تفکیک مگنتیت‌های گرمابی و ماگمایی است. اغلب انواع مگنتیت ماگمایی مقداری Mg بین ۱۰۰ تا ppm ۱۰۰۰ داشته و انواع گرمابی بیش از ٪۱ Mg دارند. کمترین تا بیشترین مقدار منیزیم در نمونه‌های مگنتیتی علم کندی ۱۰۸۰۰ تا ppm ۵۱۴۰۰ است و با مشخصه مگنتیت اسکارن-های منیزیم‌دار و برآمده از برهم‌کنش گسترده بین سیال و سنگ دیواره (آهک دولومیتی) در این منطقه همخوانی دارد.



شکل ۷ موقعیت ترکیبی نمونه‌های مگنتیت علم کندی در نمودار Ti+V نسبت به Al+Mn [۲۳] و گستره دمایی تقریبی تشکیل مگنتیت.



شکل ۸ موقعیت نمونه‌های مگنتیت علم‌کندی در نمودار دوتایی Ca نسبت به P [۳].

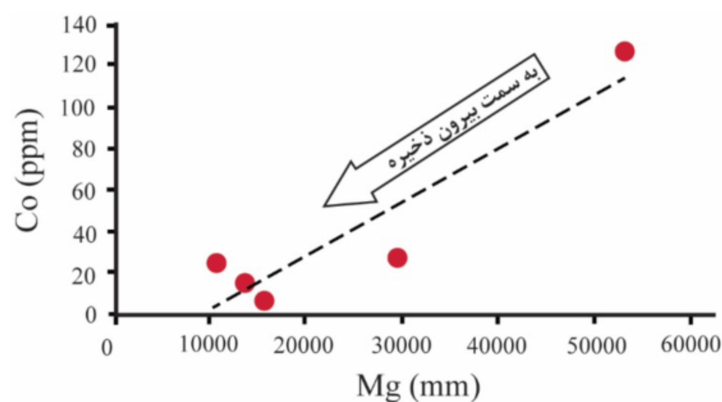
جدول ۲ نتایج تجزیه نمونه‌های کانسنگ مگنتیت برای عناصر کمیاب و خاکی نادر به روش ICP-MS.

شماره نمونه	Ag	Al	As	Ba	Ca	Co	Cr	Cu
	(ppm)	(%)	(ppm)	(ppm)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
BH4-8	۱٫۴۴	۰٫۲۹	۲٫۴۱	۱۷٫۴۲	۰٫۲۲	۱۴٫۳۶	۴٫۳۳	۳۸٫۷۴
BH4-14	۰٫۵	۰٫۱۸	۱٫۱۳	۱۳٫۵۷	۰٫۰۴	۲۵٫۷۳	۳٫۹۵	۶٫۰۷
BH4-21	.۶	۰٫۳۹	۲٫۷۷	۲۹٫۴۴	۰٫۰۷	۱۲۳٫۵۷	۱۰٫۳۶	۲۶۵٫۷۵
BH3-13	۱٫۱۲	۰٫۵۲	۶٫۸۵	۴۸٫۲۱	۰٫۳	۲۸٫۳۲	۶٫۰۵	۷۳٫۸۴
BH3-15	<dl	۰٫۱۸	۱٫۹۱	۱۵٫۱۴	۰٫۴۲	۹٫۴۳	۵٫۰۲	۳۵٫۱۳
شماره نمونه	Fe	Ga	Li	Mg	Mn	Na	Nb	Ni
	(%)	(ppm)	(ppm)	(%)	(ppm)	(%)	(ppm)	(ppm)
BH4-8	>۵	۱٫۳۳	۰٫۵	۱٫۳۵	۷۳٫۹۳	<dl	۱٫۸۶	۲۰٫۴۶
BH4-14	>۵	۱٫۳۲	۰٫۵	۱٫۰۸	۱۵۰٫۸۴	<dl	۰٫۶۵	۵۵٫۰۴
BH4-21	>۵	۱٫۱۸	۱٫۴۸	۵٫۱۴	۹۴٫۱۳	۰٫۱۲	۳٫۵۶	۴۹٫۱۸
BH3-13	>۵	۱٫۱۷	۱٫۵۲	۲٫۸۹	۷۰۴٫۶۹	۰٫۵	۵٫۸۵	۴۸٫۲۵
BH3-15	>۵	۱٫۳	۰٫۵	۱٫۵۴	۸۶۲٫۶۵	<dl	۰٫۵۵	۳۹٫۱۵
شماره نمونه	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Sn	Sr
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
BH4-8	۴۷	۱۶٫۰۳	<dl	۰٫۵	<dl	۱٫۵۳	۷٫۰۶	۴٫۳۶
BH4-14	۴۵	۷٫۹۸	<dl	۱٫۰۴	<dl	۰٫۷	۵٫۰۴	۲٫۳۴
BH4-21	۵۴	۱۰٫۷۴	۱٫۰۱	۴٫۴۳	<dl	۲	<dl	۴٫۴
BH3-13	۴۸	۱۴٫۳۱	<dl	۰٫۶۸	۱٫۶۲	۳٫۱۱	۷٫۱۳	۶٫۷۹
BH3-15	۵۲	۸۳٫۹۵	<dl	۰٫۴۳	<dl	۱٫۲۷	۴٫۲۴	۴٫۹۸
Sample No	Ta	Ti	V	Y	Zn	Zr		
	(ppm)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)		
BH4-8	<dl	۰٫۰۱	۹۰٫۴۱	<dl	۱۴٫۴۳	۱۳٫۱۷		
BH4-14	<dl	<dl	۵۴٫۵۷	<dl	۲۱٫۳۸	۱۳٫۰۴		
BH4-21	۱٫۷۵	۰٫۰۱	۸٫۵۵	۳٫۳۹	۱۵٫۸۳	۱۱٫۲		
BH3-13	<dl	۰٫۰۲	۹۵٫۴۷	<dl	۸۱٫۹۵	۱۶٫۴۵		
BH3-15	<dl	۰٫۰۱	۶۲٫۹۲	<dl	۲۰۶٫۳۲	۱۲٫۰۹		

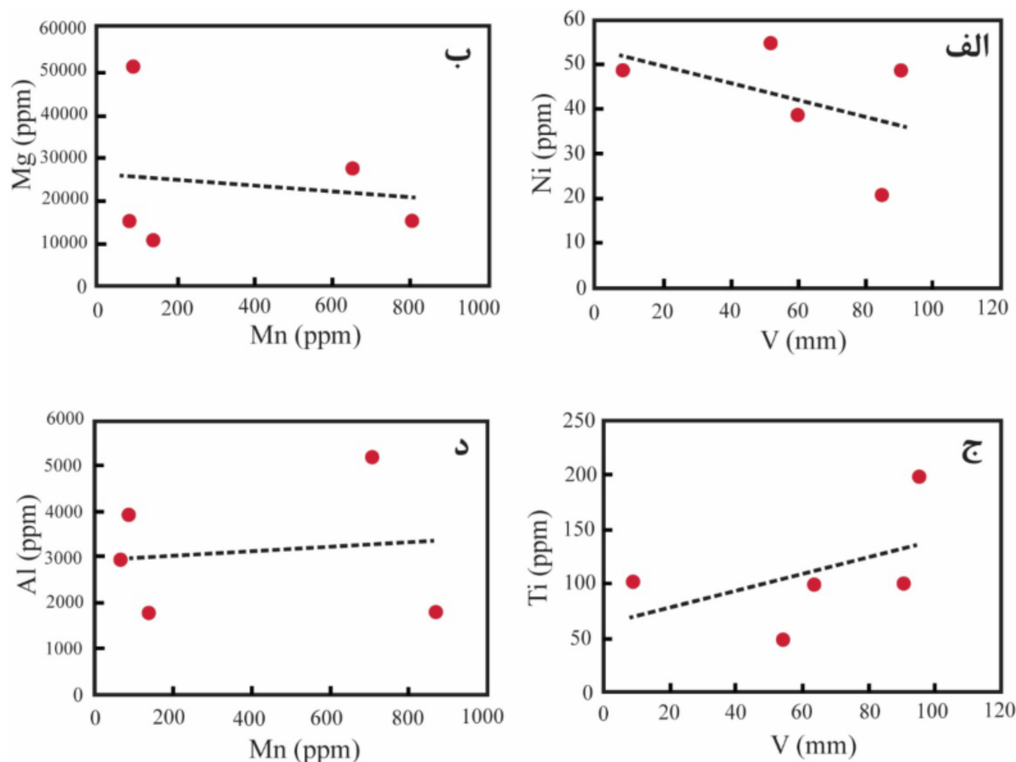
ترکیب بلورهای مختلف مگنتیت در یک کانسار یا حتی بخش‌های مختلف درون یک نمونه مگنتیتی ممکن است متغیر باشد [۳۲،۳۱،۴]. چنین تغییر ترکیبی با شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل مگنتیت در ارتباط است [۲۳]. برخی فلزهای دوظرفیتی به راحتی جایگزین شبکه اکسیدهای آهن می‌شوند [۳۳]. غلظت دیگر عناصر چون تیتانیوم و وانادیم به احتمال بسیار با دما همبستگی مثبت دارند [۳۱،۳۰،۲۳]. تشکیل ذخیره اسکارن اغلب چندمرحله‌ای است، هرچند که میزان پیشرفت یک مرحله ویژه در یک اسکارن مشخص به محیط زمین‌شناسی محلی بستگی دارد، اما زنجیره کلی تکامل ذخایر مختلف اسکارن مشابه‌اند [۲]. در اسکارن علم‌کندی، مقدار کبالت مگنتیت از مرحله دگرنهادی پیشرونده تا مرحله پسرونده به تدریج کاهش می‌یابد (شکل ۹) و این کاهش مستقل از مقدار منیزیم مگنتیت است. سولفیدها ممکن است نقش مهم‌تری در کنترل توزیع کبالت بین سیال‌های گرمابی و مگنتیت داشته باشند، چنان که در سامانه‌های آذرین نیز چنین است [۲۳]. تغییرات ترکیبی مگنتیت نمونه‌ها از مرحله پیشرونده تا مرحله کانی‌زایی سولفیدی (پسرونده) نشان می‌دهد که مقدار Co مگنتیت در سامانه اسکارنی علم کندی در کنترل فراوانی نهشت سولفیدهاست (شکل ۹).

بررسی توزیع عناصر در نمونه‌های مگنتیت ذخیره معدنی علم‌کندی (جدول‌های ۱ و ۲) نشان می‌دهد که این نمونه‌ها شبیه مگنتیت‌های ذخایر اسکارنی شناخته شده [۴] هستند، هرچند مقدار به نسبت بالایی از Mg، Mn، Al و Ni پایین‌تر نسبت به مقادیر میانگین ذخایر اسکارنی دارند. در این روند، همبستگی مثبت مشخصی بین وانادیوم و تیتانیوم، همبستگی منفی بین وانادیوم و نیکل، همبستگی منفی جزئی منگنز و منیزیم و همبستگی مثبت جزئی منگنز و آلومینیوم در نمونه-

های مگنتیت مورد بررسی وجود دارد. چنان که دیده می‌شود، خط وایازش شیب چندانی ندارد و عناصر سازگار در ترکیب مگنتیت همبستگی مثبت معنی داری را نشان نمی‌دهند (شکل ۱۰). این امر شاید به علت تغییر ترکیب مگنتیت در اثر سیال-های کانه دار اسکارنی و گرمابی بعدی در مراحل مختلف تغییر کرده باشد. گمان می‌رود که بر ترکیب مگنتیت در این ذخیره افزون بر سیال‌های ماگمایی –گرمابی، سنگ میزبان‌های کربناتی با ترکیب غیرهمگن نیز اثر گذاشته باشد. بنابراین ترکیب سیلیکات‌های اسکارنی می‌تواند وابسته به ترکیب غالب سنگ‌های کربناتی (منیزیم‌دار یا کلسیم‌دار) باشد. در منطقه علم‌کندی، فراوانی کانی‌های کربناتی منیزیم‌دار باعث شده است که کانسنگ مگنتیتی از منیزیم، آلومینیوم و منگنز غنی‌تر باشد.



شکل ۹ تغییرات کاهشی غلظت Co و Mg نمونه‌های مگنتیت از مرحله پیشرونده (رگچه‌ای) تا مرحله پسرونده (بهمراه کانی‌های سولفیدی) در اسکارن علم کندی .



شکل ۱۰ نمودارهای دو متغیره توزیع عناصر کمیاب برگزیده در نمونه‌های مگنتیت اسکارن علم‌کندی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

برداشت

مهم‌ترین نتایج به دست آمده از بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و زمین شیمی عناصر اصلی و جزئی مگنتیت ذخیره علم کندی عبارتند از:

- نفوذ استوک کوارتزدیوریتی تا گرانودیوریتی در واحدهای آهکی-دولومیتی منطقه باعث تشکیل مجموعه کانیهای اسکارن منیزیمی شامل مقادیر بالای سرپانتین و طلق بهمراه دیوپسید، گارنت، کلریت، ترمولیت، ولاستونیت و اپیدوت شده است.

- مگنتیت به عنوان کانی اصلی و اقتصادی این کانسار بصورت رگه – رگچه ای، توده ای و عدسی شکل با بافت‌های پرکننده فضای خالی و جانشینی در مقاطع صیقلی قابل دیده می‌شود که به احتمال بسیار به ترتیب نشان دهنده ته نشست مستقیم از سیال و دگرسانی سیلیکات آهکی‌های طی مراحل پیشرونده و پسرونده تشکیل اسکارن- هستند.

- مگنتیت یک نشانگر حساس کانه‌زایی برای ذخایر اسکارنی است و ترکیب عناصر کمیاب آن با مراحل مختلف اسکارن زایی و ترکیب سنگ دیواره ارتباط نزدیکی دارد. ترکیب مگنتیت های مورد بررسی بیانگر مقدار به نسبت بالاتر منیزیم، منگنز، آلومینیوم و مقدار پایین تر نیکل نسبت به مقادیر میانگین همین عناصر در ذخایر اسکارنی است. مگنتیت تشکیل شده در مرحله دگرنهادی پسرونده با دمای تشکیل پایین و کاهش مقدار منیزیم و افزایش عیار آهن مشخص می شود.

- شواهدی از میانبارهای آپاتیت در مگنتیت های اسکارن علم کندی یافت نشد که با نبود همبستگی مثبت معنی دار بین کلسیم و فسفر مگنتیت و نبود آپاتیت در بررسی مقاطع صیقلی همخوانی دارد.

- با شروع ته نشینی سولفیدها طی دگرنهادی پسرونده، مقدار کبالت نمونه های مگنتیتی کاهش قابل توجهی داشته است و نشان می دهد که در سامانه اسکارنی علم کندی، تمرکز کبالت مگنتیت در کنترل سولفیدهاست.

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند که از همکاری مدیریت شرکت سنگ آهن مهر زنجان به دلیل فراهم کردن امکان دسترسی به منطقه و مغزه‌های حفاری، مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز و همچنین داوران و دست اندرکاران محترم مجله قدردانی نمایند.

مراجع

[1] Karimzadeh Somarin A., Moayyed M.,*"Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran",* Ore Geology Reviews, 20 (2002) 127-138.

[2] Meinert L., "*Variability of skarn deposits: Guides to exploration",* Revolution in the earth sciences, (1983) 301-16.

[3] Zhao W.W., Zhou M.F., "*In-situ LA–ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The Mesozoic Tengtie skarn Fe deposit in the Nanling Range, South China",* Ore Geology Reviews 65 (2015) 872-883.

[4] Dupuis C., Beaudoin G., *"Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types",* Mineral. Deposita 46 (4) (2011) 319–335.

[5] McQueen K.G., Cross A.J., *"Magnetite as a geochemical sampling medium: application to skarn deposits"*, The State of the Regolith, Geological Society of Australia Special Publication 20 (1998) 194–199.

[6] Ghorbani M., *"Economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources",* Iranzamin publication (2007) 569 p.

[7] Azizi H., *"Petrography and petrogenesis of Shahrak iron ore deposit, Takab",* M.sc. thesis, University of Sfahan (1992).

[8] Sadeghi M., Lotfi M., *"Comparison of iron deposit of Shahrak 1 in the northwest of Bijar with different types of iron deposits",* 33rd Conference of Earth Sciences, Geological Survey of Iran (2014).

[9] Mohammadi S., Mehdikhani b., Imam Alipour A., *"Study of mineralogy, petrography and geochemistry of Arjin iron deposit",* 34th Earth Sciences Conference, Geological Survey and Mineral Exploration Organization (2015).

[10] Mohammadi F., Moghaddasi S.J., Ebrahimi M., *"Study of Shatnasi mineralogy, geochemistry and formation of Gozel Darreh iron deposit*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.6.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.653]

[20] Righter K., Sutton S.R., Newville M., Le L., Schwandt C.S., Uchida H., Lavina B., Downs R.T., *"An experimental study of the oxidation state of vanadium in spinel and basaltic melt with implications for the origin of planetary basalt*", American Mineralogist 91(2006) 1643-1656.

[21] Sievwright R.H., Wilkinson J.J., O'Neill H.S.C., Berry A.J., *"Thermodynamic controls on element partitioning between titanomagnetite and andesitic–dacitic silicate melts",* Contrib Mineral Petrol 172 (62) (2017) 1-33.

[22] Nadoll P., Mauk J.L., Hayes T.S., Koenig A.E., Box S.E., *"Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States",* Economic Geology 107 (2012) 1275-1292.

[23] Dare S.A., Barn, S.J., Beaudoin G., "*Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination",* Geochimica et Cosmochimica Acta 88 (2012) 27-50.

[24] Nabavi M. H., "An Introduction to the Geology of Iran", Geological Survey of Iran (1976) 109 pp (in Persian).

[25] Babakhani A., Qalamqash J., *"Geological map 1: 100000 Takhteh Soleiman",* Geological Survey of Iran (1371).

[26] Haldar S.K., "*Introduction to mineralogy and petrology",* Elsevier (2020).

[27] Helmi F., "*Skarns and Skarn deposits; With a special look at Iranian skarns",* Amirkabir Publications (2009) 1- 338 (in Persian).

[28] Whitney D.L., Evans B.W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American mineralogist 95 (2010) 185-187.

[29] Ohmoto H., "Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems", Econ. Geol. 98 (2003) 157–61.

[30] Nadoll P., Angerer T., Mauk J. L., French D., Walshe J., "*The chemistry of hydrothermal magnetite: A review*", Ore Geology Reviews 61 (2014) 1-32.

[31] Huang X., Qi L., Meng Y., "*Trace element and REE geochemistry of minerals from (southeast of Zanjan)",* M.Sc. Thesis, Payame Noor University of Tehran (2013).

[11] Hamidvand M., *"Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Incheh Rahbari Iron Ore, South Zanjan",* M.Sc. Thesis, Zanjan University (2015).

[12] Shafaeipour N., Mokhtari M.A.A., Kouhestani H., Honarmand M., *"Petrology and Mineralogy of Qozlu Iron Ore, West Zanjan"*, 24th Conference of Iranian Crystallography and Mineralogy Association, Shahroud University of Technology (2016).

[13] Kalvandi F., Ebrahimi M., Mokhtari M.A.A., Kouhestani H., *"Mineralogy and geochemistry of Khakriz iron deposit, southwest of Zanjan*", 24th Conference of Iranian Crystallography and Mineralogy Association, Shahroud University of Technology (2016).

[14] Ahmadzadeh S., "*Investigations on petrography, geochemistry and thermodynamics of metamorphic rocks from the Alam Kandi area, west of Mahneshan, NW Iran"*, Master Thesis, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz (2009).

[15] Mehr Iron Ore Co., *"Final Report on Alam Kennedy Iron Ore Mine Exploration",* Industry, Mining and Trade Organization of Zanjan Province (2007).

[16] Dare S.A.S., Barnes S.J., Beaudoin G., Méric J., Boutroy E., Potvin-Doucet C., *"Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators"*, Miner Deposita 49 (2014) 785-796.

[17] Liu P.P., Zhou M.F., Chen W.T., Gao J.F., Huang X.W., *"In-situ LAICP-MS trace elemental analyses of magnetite: Fe-Ti-(V) oxidebearing mafic–ultramafic layered intrusions of the Emeishan Large Igneous Province. SW China",* Ore Geol Rev 65 (2015) 853–871.

[18] Nadoll P., Angerer T., Mauk J.L., French D., Walshe J., *"The chemistry of hydrothermal magnetite: a review",* Ore Geol Rev 61 (2014) 1-32.

[19] Huang X.W., Gao J.F., Qi L., Meng Y.M., Wang Y.C., Dai Z.H., *"Insitu LA-ICP-MS trace elements analysis of magnetite: the Fenghuangshan Cu-Fe-Au deposit, Tongling, Eastern China",* Ore Geol Rev 72 (2016) 746–759.

Heifengshan, Shuangfengshan and Shaquanzi (Cu–) Fe deposit, eastern Tianshan Mountain", Mineral Deposits 32 (2013) 1188-1210.

[32] Hu H., Lentz D., Li J.W., McCarron T., Zhao X.F., Hall D., "*Reequilibration processes in magnetite from iron skarn deposits",* Economic Geology 110 (2015) 1-8.

[33] Ilton E.S., Eugster H.P., "*Base metal exchange between magnetite and a chloride-rich hydrothermal fluid",* Geochimica et Cosmochimica Acta 53(2) (1989) 291-301.